

**МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК  
ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО  
(ВКЛЮЧАЯ ЛЕДОВИТОСТЬ) И ИХ СВЯЗИ С КРУПНОМАСШТАБНЫМИ  
КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ**

*Хен Г.В. ([gennady.khen@tinro-center.ru](mailto:gennady.khen@tinro-center.ru)), Устинова Е.И.,  
Сорокин Ю.Д., Матюшенко Л.Ю. (ТИНРО-Центр)*

Глобальные изменения в системе океан – атмосфера находят свое отражение и в районах Японского моря. В то же время этому морю присущи и свои собственные региональные закономерности, связанные с такими особенностями, как своеобразие муссонного климата, наличие высотной фронтальной зоны и т.п. Поиск значимых связей, необходимых для выявления причин многолетних изменений и возможного прогнозирования, сопряжен с большими сложностями из-за неоднородности колебательных процессов в системе океан-атмосфера.

В настоящей работе нами рассмотрены многолетние изменения регионального термического режима и их взаимосвязь с крупномасштабными климатическими процессами, существенные черты которых отражают климатические индексы. Эти индексы имеют определенную географическую привязку, что позволяет их представить в унифицированном виде. Их значения (исторические и оперативные) представлены на WEB сайтах ведущих мировых климатических центров, таких как: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>; <http://www.beringclimate.noaa.gov/data.html>; <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/> и др.

Для анализа изменчивости температуры воды в Японском море (ЯМ) и его отдельных областях, а также ледовитости залива Петра Великого (ЗПВ), были привлечены наиболее значимые для северной части Тихого океана климатические индексы: Арктическое Колебание (АК), Эль-Ниньо-Южное Колебание (ЭНЮК), Тихоокеанское декадное колебание (ТДК), Индекс Алеутской депрессии (ИАД), Индекс Сибирского антициклона (ИСА), Северо-тихоокеанский индекс (СТИ), Тихоокеанский/Северо-американский индекс (ТСАИ), Западно-Тихоокеанский индекс (ЗТИ).

Данные по льду использовались из архива National Ice Center США, представленного на сайте <http://www.natice.noaa.gov>. Суточные ледовые данные с 1997 г. по настоящее время хранятся в полярной проекции, а также часть данных - в десятичных градусах в формате шейп-файлов. Площадь полигона, занятая льдом, рассчитывалась нами с помощью программы ArcGIS ArcMap 10.1. По суточным данным рассчитывалась средняя площадь ледяного покрова за январь-февраль, самых ледовитых месяцев года (Плотников, 2013). Данные 1997 г., когда шла настройка приемной системы, не учитывались.

Выборка данных по температуре воды на поверхности моря (ТПМ), начиная с 1950 г. по настоящее время, сформирована на основе базы данных проекта NEAR-GOOS (<http://goos.kishou.go.jp/rrtdb>). Были рассмотрены средние годовые и сезонные (зимние, весенние и летние) температуры всего ЯМ, его северной части (СЧМ, между 41-46° с.ш. и 131-142° в.д.) и в области между 41-43° с.ш. и 130-134° в.д., включающей в себя ЗПВ и прилегающие внешние воды (ВЗП). К гидрологической зиме отнесен период январь-март, весне - апрель-июнь, лету - июль-сентябрь. Температура воздуха зимой (декабрь-февраль), осредненная по 14 береговым станциям Приморья, была взята из статьи В.Д. Будаевой и В.Г. Макарова (2013).

Зимой и летом температура воды в ЯМ, СЧМ и ВЗП изменялась практически синхронно, коэффициенты корреляции между ними зимой составили 0,83-0,86, летом – 0,92-0,94. В период 1950-2017 гг. во всех рассматриваемых областях очевиден тренд повышения температуры как в холодный, так и теплый сезоны, что согласуется с прежними исследованиями (Дьяков, 2011; Дьяков, 2012; Ponomarev and Dmitrieva, 2009; Zuenko, 2012 и др.).

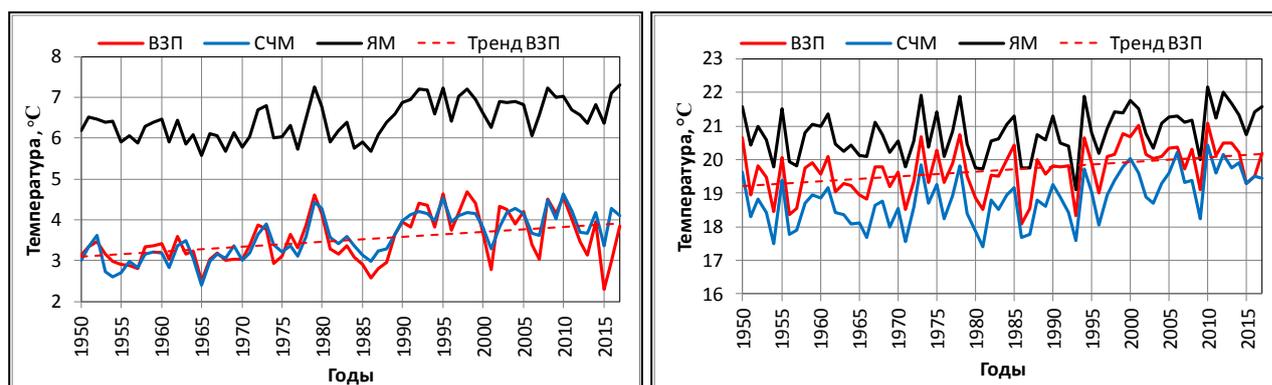


Рис. 1. Изменение температуры воды на поверхности воды зимой (слева) и летом (справа) в Японском море и его отдельных областях в 1950-2017гг.

Повышение ТПМ, определенное по разнице средних величин 1976-2010 гг. и 1951-1975 гг., составило зимой в ЯМ – 0,38, СЧМ – 0,66 и ВЗП – 0,54, летом соответственно – 0,09; 0,26; 0,30 за 25 лет. В субарктических водах северной части моря потепление происходило с большей скоростью, чем в субтропических водах на юге моря, т.е. соблюдается «правило Тихого океана» (Кильматов и др. 2012). Летом в южной части моря тренд практически отсутствовал (Zuenko, 2012), что, возможно, связано с влиянием теплого Цусимского течения (Лобанов и др., 2014).

В новом столетии (2001-2017 гг.) ТПМ в ВЗП зимой практически не изменилась (рис. 1), тогда как в СЧМ и ЯМ она повысилась на 0,21 и 0,20°C соответственно, что оказалось ниже, чем в предыдущем 25-лети. Зато летом темп повышения температуры усилился и составил в

ВЗП – 0,51; СЧМ – 0,80; ЯМ – 0,57°C, что сравнимо с оценками потепления в период 1936-2010 гг. на станции Владивосток (Гайко, 2013).

С начала 1940-х годов до 1971 г. температура воздуха во Владивостоке постепенно понижалась, затем оставалась на уровне нормы, а с 1988 г. резко повысилась (Василевская и др., 2013). На рис. 1 можно заметить такие же колебания ТПМ во всех выделенных областях, причем зимой и летом. В отличие от температуры воздуха в конце 1970-х гг. в воде произошло резкое похолодание, которое по срокам совпало с известным климатическим сдвигом в Тихом океане (Minobe, 1997). Потепление в конце 1980-х гг. также произошло на фоне сдвига термического режима к потеплению в северной части Тихого океана (Hare and Mantua, 1989).

Сравнение зимней ТПМ в ВЗП с ледовитостью в ЗПВ за период 1998-2017 гг. выявило две особенности: синхронное трендовое понижение зимней ТПМ и площади льда в последние 20 лет (рис. 2), и практически нулевой коэффициент корреляции ( $r=0,01$ ), т.е. отсутствие связи между ними. Исключение трендовых составляющих не сильно увеличивает тесноту связи ( $r=0,07$ ). Очевидно, роль процессов, формирующих изменчивость термических условий в самом заливе и в окружающих его водах, различна. На ВЗП сильное влияние могут оказывать воды Приморского течения, тогда как изменчивость в районах образования ледяного покрова в холодный период года формирует теплообмен через поверхность, который определяется интенсивностью зимнего муссона. Так, температура воздуха во Владивостоке после 2000 г. продолжала расти (Василевская и др., 2013; Гайко, 2013), что могло отразиться на уменьшении ледовитости ЗПВ. По данным А.Г. Петрова (2012) этот процесс уменьшения ледовитости начался в середине 1960-х гг.

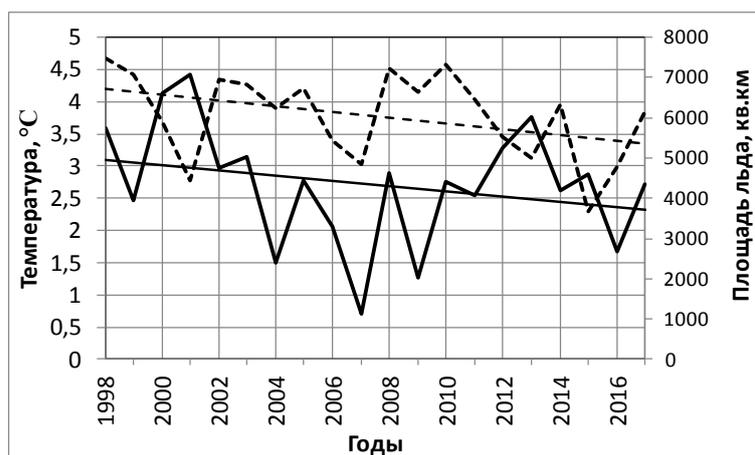


Рис. 2. Изменения зимней ТПМ в ВЗП и ледяного покрова в ЗПВ в период 1998-2017 гг. Сплошная линия – площадь ледяного покрова и ее многолетний тренд; пунктирная линия – ТПМ зимой и ее многолетний тренд.

Хорошая связь с обратным знаком обнаружилась между ледовитостью ЗПВ и температурой воздуха, осредненной по 14 станциям Приморья ( $r= -0,65$ ), что еще раз

подтверждает предположение о преимущественном влиянии зимнего муссона на ледовые условия.

Влияние крупномасштабных процессов, представленных климатическими индексами, неоднозначно. Связи сезонной и годовой ТПМ в ЯМ, СЧМ и ВЗП с годовыми индексами (АК, ЭНЮК, ТДО, ТСИ ЗТИ) слабые, коэффициенты не превышают  $\pm 0,3$ . Зимние индексы оказались несколько существеннее, в особенности ИСА (табл. 1). Роль сибирского антициклона в изменении термики вод северной части Японского моря хорошо изучена (Дьяков, 2011; Зуенко и Рачков, 2015; Ustinova and Zuenko, 2011; Zuenko, 2012). Наивысшие коэффициенты коореляции (-0,50..-0,57) отмечены зимой, весной связи уменьшаются, а летом исчезают.

Таблица 1. Корреляционные связи ТПМ в ЯМ, СЧМ и ВЗП с зимними климатическими индексами. Красными выделены коэффициенты более 0,5; синими – от 0,3 до 0,5.

		АК	ЭНЮК	ТДО	ИАД	СТИ	ТСАИ	ИСА	ЗТИ
ЯМ	Зима	0,43	0,30	0,03	-0,03	0,08	0,07	-0,57	0,46
ЯМ	Весна	0,39	0,19	0,09	0,00	0,01	0,13	-0,40	0,33
ЯМ	Лето	0,05	0,03	0,11	0,06	0,02	0,17	-0,01	0,27
ЯМ	Год	0,27	0,20	0,11	0,03	0,05	0,18	-0,31	0,43
СЧМ	Зима	0,28	0,23	0,17	0,16	-0,08	0,20	-0,54	0,31
СЧМ	Весна	0,33	0,14	0,14	0,18	-0,15	0,26	-0,41	0,15
СЧМ	Лето	0,11	-0,00	0,15	0,07	0,01	0,19	-0,04	0,26
СЧМ	Год	0,22	0,15	0,16	0,13	-0,03	0,25	-0,32	0,31
ВЗП	Зима	0,25	0,14	-0,04	0,07	0,01	0,04	-0,50	0,25
ВЗП	Весна	0,24	0,06	0,05	0,14	-0,12	0,15	-0,40	0,16
ВЗП	Лето	0,06	0,01	0,14	0,11	-0,04	0,19	-0,13	0,31
ВЗП	Год	0,15	0,10	0,05	0,11	-0,02	0,17	-0,34	0,34

Следует отметить связь ТПМ с ЗТИ. Наиболее высокие коэффициенты корреляции с этим индексом имеют зимняя и годовая температура ЯМ. Для СЧМ и ВЗП связи несколько слабее, но с годовой ТПМ все же значимы при 95% уровне доверительной вероятности. ЗТИ важен для Дальнего Востока, так как в значительной степени отражает состояние Дальневосточной высотной ложбины, которая во многом «дирижирует» основными процессами теплообмена системы океан-атмосфера в этом регионе. Знак ЗТИ свидетельствует о сдвиге траекторий циклонов к северу (+ЗТ) или югу (-ЗТ) от их среднего положения (Ueno, 1993)

Значимая связь обнаруживается между ЯМ и АК: зимой - 0,43, весной – 0,39. С СЧМ и ВЗП связи слабее. Видимо, влияние АК на небольшие акватории слабеет из-за повышения роли региональных процессов в атмосфере.

С пятью индексами (ЭНЮК, ТДО, ИАД, СТИ, ТСАИ) ТПМ Японского моря связана слабо. Видимо, сказывается удаленность от этих индексов и изолированность Японского моря.

Связь зимней ТПМ всего моря с ЭНЮК на уровне 0,3, видимо, связана проникновением субтропических вод Цусимским течением.

Ледовитость ЗПВ слабо связана со всеми рассматриваемыми климатическими индексами (табл. 2). Видимо, сказывается недлинный (1998-2017) ряд параллельных наблюдений. С другой стороны, сравнение ледовитости с суммой градусодней мороза во Владивостоке, взятой из публикации И.О. Думанской (2017), при той же длине ряда показало значимую корреляцию (0,46) при 95% уровне доверительной вероятности.

Таблица 2. Корреляция ледовитости ЗПВ с зимними климатическими индексами в 1998-2017 гг.

Индексы	АК	ЭНЮК	ТДО	ИАД	СТИ	ТСАИ	ИСА	ЗТИ
R	-0,23	-0,19	0,01	0,22	-0,33	-0,04	-0,32	-0,13

## ВЫВОДЫ

1. Изменения ТПМ в ЯМ, СЧМ и ВЗП зимой и летом происходят синхронно ( $R > 0,83-0,94$ ).
2. В новом столетии (2001-2017 гг.) темп роста ТПМ в ВЗП, СЧМ и ЯМ замедлился по сравнению с последним 25-летием XX столетия.
3. ТПМ в ВЗП и ледовитость в самом заливе Петра Великого не связаны, хотя обе имеют тренд на понижение.
4. Для ЯМ, СЧМ и ВЗП наиболее значимыми оказались крупномасштабные процессы, отражаемые индексами сибирского антициклона и ЗТИ.

## ЛИТЕРАТУРА

Будаева В.Д., В.Г. Макаров. О воздействии зимнего выхолаживания на структуру и динамику вод северо-западной части Японского моря. Вестник ДВО РАН, 2013, № 6, с. 30-41.

Василевская Л.Н., О.А. Шкаберда, Б.Е. Ламаш и др. Особенности долгопериодной изменчивости температуры, осадков и сроков наступления второй стадии летнего муссона в районе залива Петра Великого. Вестник ДВО РАН, 2013, № 6, с. 71-82.

Гайко Л.А. Многолетняя изменчивость температуры воды и воздуха у российского побережья Японского моря по данным гидрометеорологических станций. В кн.: Океанологические основы исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Книга 1. Гл ред. В.А. Акуличев. Владивосток: Дальнаука, 2013, с. 64-78.

Думанская И.О. Особенности типизаций ледовых условий в Японском море (Татарский пролив и залив Петра Великого) по суровости зим и по ледовитости районов моря. Тр. Гидрометцентра России, 2017, Вып. 364, с. 170-192.

Дьяков Б.С. Крупномасштабные колебания в системе океан-атмосфера и перспектива сверхдолгосрочного прогноза температуры воды Японского моря. Изв. ТИНРО, 2011, Т. 165, с. 231-250.

Дьяков Б.С. Некоторые результаты океанологических исследований режима вод северной части Японского моря в 2011-2012 гг. Вопр. пром. океанологии. 2012, Вып. 9, № 2, с. 153-166.

Зуенко Ю.И., В.И. Рачков. Климатические изменения температуры, солёности и концентраций биогенных элементов в Амурском заливе Японского моря. Известия ТИНРО, 2015, Т. 183, с. 186-199.

Кильматов Т.Р., О.И. Тринько, Е.В. Дмитриева. Климатический тренд в Тихом океане и теория катастроф. Изв. ТИНРО, 2012, Т. 170, с.184-191.

Лобанов В.Б., Данченков М.А., Лучин Е.В. и др. Глава 5.4. Дальневосточные моря России. В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014, с. 684-743.

Петров А.Г., Стасюк Е.И., Кислова С.И. Характеристика суровости зим в ледовом отношении и некоторые особенности ледового покрова залива Петра Великого // Тр. ДВНИГМИ. 2012. Вып. 154. С. 101-121.

Плотников В.В. Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого. Вестник ДВО РАН, 2013, № 6, с. 42-49.

Hare, S. R., and N. J. Mantua. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. *Progress in Oceanography*, 2000, 47: 103–146.

Minobe S. Climate variability with periodicity of 50-70 years over the North Pacific and North America. In: *Proceeding of CREAMS'97 (Circulation Research of the East Asian Marginal Seas)*, Fukuoka, 28-30 January 1997, pp. 149-152.

Ponomarev V. I., Dmitrieva E. V., 2009. Multiscale climatic variability of Asian Marginal Seas and Northwestern Pacific, *Proc. PICES Asian Marginal Seas Workshop*, April 2009, Busan, Korea, pp. 18–20.

Ueno K. Inter-annual variability of surface cyclone tracks, atmospheric circulation patterns, and precipitation patterns, in winter. *J. Meteorol. Soc. Jap.*, 1993, **71**, pp. 655-671.

Ustinova E.I. and Yu.I. Zuenko. Evolution of climatic variability in the Far-Eastern Seas using regional data sets and the relationship with large-scale climate processes. *PICES Scientific Report*. 2011, No. 40, pp. 83-97.

Zuenko Y. I. Climate change influence on the Japan/East sea ecosystem: productivity lowering vs. efficiency enhancing. *Marginal Seas in Changes*. In.: *The East Sea and the Mediterranean*. Int. Workshop, November 6–8, 2012. SNU, Seoul, Korea , 2012, p. 123–131.